



SYMPOSIUM

モンスーンの成立とヒマラヤ造山(2)/11

ヒマラヤ造山とモンスーン の成立をめぐる諸問題

*Some Problems on the Uplift of
the Himalayas and the Establishment
of Asian Summer Monsoon*

安成 哲三

やすなり てつぞう

筑波大学地球科学系 講師

静岡大学の新妻信明氏より、「ネオジーン・パッケージヒマラヤ造山とモンスーンの成立」と題するシンポジウムを開くので参加してほしい、との連絡を受けた時、私は驚き、かつ嬉しく思った。7年前の「生物科学」に、ほぼおなじタイトルの論文(安成 1980)を書いていたからである。この論文は、ホミニゼーション研究会(京都大学霊長類研究所のグループが、人類の起源と進化の研究を目的として開いている研究会)で発表した内容を骨子にまとめたエッセイ的論文ではあるが、当時としては、おもいきって、しかし楽しく書いたものであった。それが今、固体地球科学と大気科学との学際的テーマとして、それぞれの分野の第一線の研究者により取り上げられたことに、私は時代の流れを感じずにはいられない。

さて、生物科学の論文は、今読み返してみても特に大きく修正すべきところはないと思われたが、ここでは、最近数年間に出来た新しい成果も踏まえて、もう一度この問題について考察をしてみたい。

1. ヒマラヤとアジアのモンスーン

ヒマラヤ(以下、簡単のため、特に断わりのない限りヒマラヤ・チベット山塊全体をこの呼称で代表させる)の大気に与える効果は、大きく3つに分かれる。ひとつは、障壁効果である。特にヒマラヤの北と南の気団の混合を妨げる効果は、冬のシベリア高気圧の形成に大きく寄与していることが、大気大循環数値モデル(GCM)によるシミュレーションにより明らかになっている(Manabe & Terpstra, 1974 Lau 1986など)。ヒマラヤのもつ2番目の効果は、力的効果である。これは、偏西風の中に置かれた大山岳が下流側に流れの摂動を作り出し、波長数千キロ以上の定常波パターンを作り出す効果である。風下側の極東付近に気圧の谷が形成され、東アジアの冬のモンスーンの吹き出し(寒気団の南下)を容易にしている。また、夏には、ヒマラヤの北を迂回した冷たい流れと、南からの暖かい湿った空気を極東付近で合流させ、梅雨前線を停滞させるのにもひと役かっている。

ヒマラヤの持つもうひとつの効果は、熱的な効果である。ヒマラヤの高地は、その上の大気層の実質的厚さが海拔0mのところと比べ約半分と薄く、もし雪が

原稿受理: 1987年8月12日(編集部)

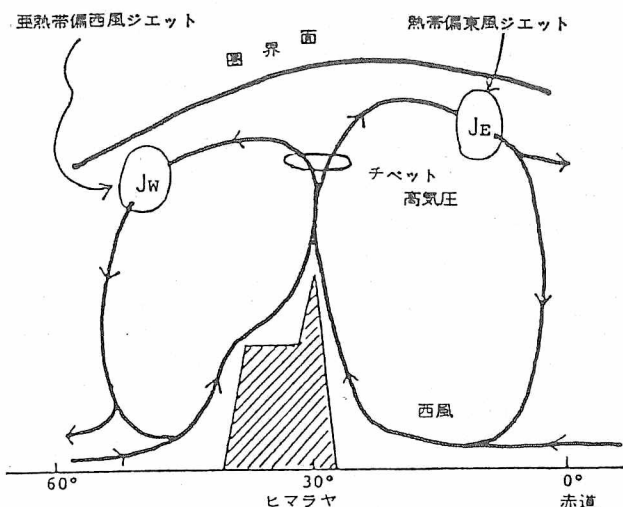


図1 南アジアの夏のモンスーン循環(南北断面図)。ヒマラヤ南面の西風が地表付近の季節風である。

なければ低地より遙かに強い日射を吸収し、強く大気を暖めることができる。ヒマラヤは夏のユーラシア大陸における大気加熱の中心的役割を果たし、図1のような、モンスーンに伴う南北循環を維持していると考えられる。さらに、海から内陸内部に流入する大気下層のモンスーン気流は多量の水蒸気を含んでおり、それがヒマラヤ周辺で上昇、凝結する際、莫大な潜熱を解放し、大気加熱をさらに強化している。1979年のGWE(全球気象実験)時の見積もりでは、ヒマラヤ上空ではモンスーン期間中を通じて顕熱放出が卓越していること、ヒマラヤ周辺、特に南側では潜熱の解放が大きいことが確認されている(He *et al.* 1987)。Hahn & Manabe (1975)のGCMによる結果は、ヒマラヤがある場合には、ヒマラヤにまで達する強いモンスーン循環ができるが、ない場合には、せいぜい10°~15°N

までしかモンスーンは北上できないことを示した(図2)。アジアのモンスーンは、海陸の特徴的な分布の上に、ヒマラヤがあってはじめて成立しているのである。

2. ヒマラヤと砂漠気候

インド亜大陸から西には、西南アジアの乾燥地帯、さらにはアラビア、サハラの砂漠気候帯が遠く大西洋岸にまで広がっている。それは、東に広がる東南アジア、東アジアの湿潤気候帯と著しい対照をなしている。この東西の気候のコントラストにもヒマラヤはひと役かっている。

夏のモンスーン時、アジアにはヒマラヤ付近を中心とする大気の南北循環があることはすでに述べた(図1)。ヒマラヤ上空で上昇した空気の一部は対流圏上部で南へ向かう流れとなって、まわりに発散していく。この南向きの流れ出しは地衡風バランスの関係で、東風になってインド上空に現れる。この風はヒマラヤの南で最も強く、熱帯偏東風ジェットと呼ばれ、最大風速は50m/秒にも達している(図3)。南北のモンスーン循環が強いほど、このジェットも強いことになる。さらに大切なことは、この偏東風ジェットがその入口側、東南アジアの上空で上昇気流を起こしやすい風の発散場を作り、出口側、西南アジアからアフリカ北部上空にかけては、下降気流を起こしやすい風の収束場を作り出す、ということである。いいかえると、ヒマラヤは南北方向の強いモンスーン循環を引き起こすことにより、2次的に、東で上昇し、西で下降する東西循環をその南側に形成させている。その結果として、東南アジアの湿潤、西南アジアからサハラにかけての

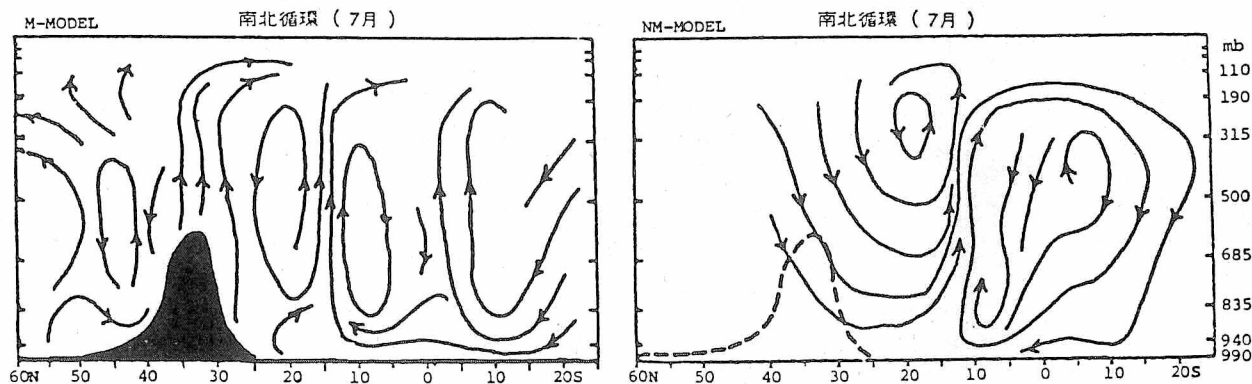


図2 ヒマラヤがある場合(左)と、ない場合(右)の南北循環(断面図)(Hahn & Manabe 1975より)。

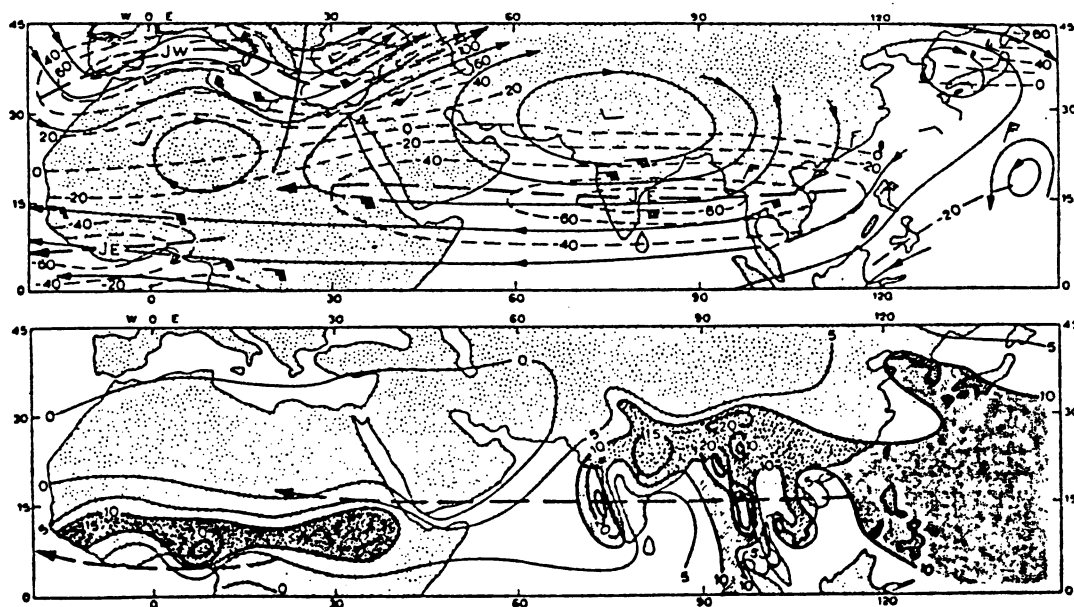


図3 熱帯偏東風ジェットとモンスーン降水量の分布。上は200mb (高度約12km) における7月の流線(実線)と等風速線(細い破線)。単位はノット。ジェットの中心軸は太い破線で示してある。下は7月における平均降水量分布。影の部分が10インチ以上。単位はインチ (Koteswaram 1958より)。

乾燥という気候のコントラストが、ヒマラヤを境に東西に現れている。いったん砂漠となった大地は、太陽光に対するアルビード(反射率)が大きいため地面の吸収する日射は少ない。さらに晴れわたった夜空に逃げていく地面からの放射の大きなことも相まって、サハラ砂漠では、真夏においても放射収支はマイナス(すなわち、地面が冷やさせている!)であることが気象衛星からの観測で明らかにされている。地表面におけるこの冷却効果は、東西循環による大気安定化を補強している。アフリカのモンスーンがサハラの内陸まで北上できないのは、こういった大気安定化作用のためである。

こうみると、現在のアジアから北アフリカに至る地域の気候は、“ヒマラヤに規定された”気候ともいえそうである。

3. ヒマラヤのなかった頃

では、ヒマラヤのなかった頃の気候はどのようなのであったか。白亜紀末から第三紀初めの地球にまで戻ってみよう。

化石植物群の研究によると、第三紀の少なくとも前半(古第三紀)までは、赤道から極地域に至るまで、現在の温帯から亜熱帯にあたる温暖な気候であったとされる。その植物群は、北(南)緯40°より高緯度側の北(南)極地植物群、低緯度側の熱帯植物群と、ほぼ

緯度に平行な分布をしている(図4)。極地植物群の地域は現在の温帯気候に対応し、冷涼な気候は極周辺にのみ限られていた。このような気候帯を形成する条件は何であろうか。

地球の古気候を考える際に大切な条件は、まず極一赤道間の温度勾配であろう。地球の自転速度や海陸分布を一定とすると、緯度方向の気候帯と大気循環系は、温度勾配によりハドレー循環(南北の直接循環)が卓越するか、ロスビー循環(偏西風波動による間接循環)が卓越するか、が決まる。これが回転水槽による実験から示唆されている(Fultz *et al.* 1959)。現在20°~30°Nにある2つの循環系の境界も、平均的な南北の温度勾配が変われば、当然変わってくる。片方の循環系のみが卓越するという可能性もある。次に大切な条件は、海陸分布とそれに伴う海流系であろう。もちろん、太陽光の強さや地球軌道・自転速度などの天文学的要素は、地球気候のさらに大きな枠組みを決めていることは、いうまでもない。

というわけで、過去の気候を復元するということは、それほど簡単なことではない。そんな困難さも敢えて承知の上で、ヒマラヤ造山以前の、古第三紀頃の気候を推定してみよう。

この時代は、大陸移動説からいっても、大陸の大きな分布は図5にあるようにほぼ現在の状態に近くなったといえる。北極の位置(78°N, 153°E)も現在にか



図4 第三紀における植物分布。北極を取り囲んで示した地域より北部の黒丸は冷温帯の植物群，斜線は新第三紀に半乾燥性の植物群が出現し始めた地域 (Axelrod 1960を，塚田 1974より再引用)。

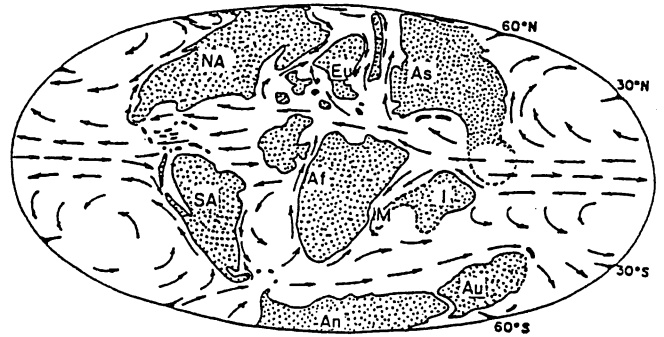


図5 白亜紀末期における海流大循環の推定図。Af: アフリカ, An: 南極大陸, As: アジア, Au: オーストラリア, Eu: ヨーロッパ, I: インド, M: マダガスカル, NA: 北アメリカ, SA: 南アメリカ (Gordon 1973より)。

なり近かった (Irving 1954)。地理分布としては、現在の南アジアからヨーロッパにかけての地域にテーチス海 (古地中海) が横たわっていたこと、北米と南米がまだつながっていなかったこと、それに、南米、オーストラリアと南極が陸続きであったこと、の3点が重要な意味を持つと思われる。これらの条件よりまず考えられるのは、地球を一回りする赤道海流の存在であろう (樋口 1967, Lamb 1977)。南米、オーストラリア、南極の三大陸の陸続きの地形は、現在南極大陸のまわりにあるような周極西風海流を作らせず、南北方向の海流循環の形成に寄与していた (Lamb 1977)。赤道海流から分岐する大規模な南北方向の海流系により、熱が効率よく極域に輸送されていたであろう。そして、この海流系の作用により、南北方向の気温勾配が小さく抑えられていたと仮定すると、ハドレー循環が今よりもずっと高緯度まで卓越し、高緯度にまで亜熱帯気候が形成されていた (図4) ことも説明される。いったん広域に森林が繁茂すると、低いアルビードによる太陽光の強い吸収、多量に蒸散される水蒸気などによって、このタイプの循環が強化されることは想像に難くない。この頃の植物には年輪も認められる (塚田 1974) ことから、大規模なハドレー循環も季節によって南北に変位する、いわば“古モンスーン循環”として存在していたのではなかろうか。ユーラシア大陸の南側に広がるテーチス海は、この古モンスーン循環の (潜熱) エネルギーの供給源として、特に重要な役割を果たしていたであろう。

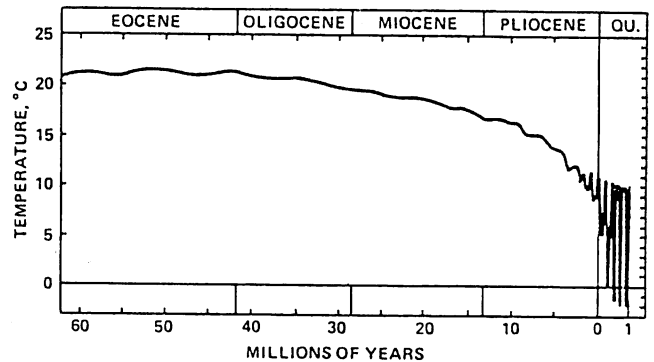


図6 ヨーロッパ中央部における第三紀から第四紀にかけての年平均気温の変化 (模式図) (Woldstedt 1954より)。

4. 新第三紀における地球の寒冷化

第三紀後半、特に中新世以降、地球全体は、急激に寒冷化していった (図6)。この傾向はそのまま、第四紀の氷期・間氷期の時代へとつながっていく。寒冷化の原因については多くの議論がある。ここでは、そのひとつひとつを取り上げることはしない。ただ少なくともいえることは、地球全体の温暖な気候体制を崩していく地球表面の大きな変化が、この時期に起きたということである。まず、南極大陸がオーストラリアから分離し、現在の南極点付近に移動したため、それまでの南北方向の海流 (図5) に替わって周極西風海流が形成され、南極大陸に氷床を形成させる条件を作った (約30M. Y. B. P.)。さらに、南米大陸、アフリカ大陸、インド亜大陸の北上は、パナマ地峡の成立、テーチス海の縮小、消滅をもたらし、暖かい白亜紀から古第三紀を特徴づける環地球赤道海流とその分岐流の

終えんを決定的なものにした。これらの大陸移動に関連してヒマラヤ、アルプス、ロッキーなどの造山運動が活発化し、陸地の大幅な隆起が起ったとされている。Flint(1957)は、この頃から第四紀にかけての造山運動により、陸地の平均高度は300mから800mにまで上がったと見積もっている。これらの過程で大陸に囲まれた北極海が形成され、北極の海水が形成される条件も作られた。古第三紀から新第三紀にかけての急激な寒冷化には、このような海洋の大異変と南極氷床の形成が大きく関わっていると思われる。特に氷床に伴って形成が始まったと考えられる南極底層水循環は、地球海洋を冷たくすることにより大気中のCO₂濃度を減少させ、気候の寒冷化をさらに促進した。逆に暖かい海流と水のない地球はCO₂濃度が高く、気候の温暖化はさらに促進される。Fisher(1982)は、前者の状態をicehouse state、後者の状態をgreenhouse stateと名づけた。海流による熱輸送量のちがひ、氷床のあるなしによる極域のアルビド(反射率)のちがひによる効果も加えて、南北の温度傾度がicehouse stateでは大きく、greenhouse stateでは小さいことも、それぞれの状態の重要な属性である。

このicehouse stateのもとで、極近くまで及んでいたハドレー(古モンスーン)循環は低緯度側に後退し、新しく出現した山岳の効果によって気候の東西方向の非対称性も生じてきた。図4には、新第三紀に半乾燥性植物群が出現し始めた領域が示されている。いずれも30°付近に沿っており、平均的なハドレー循環の高緯度側の境界(すなわち、亜熱帯高圧帯)が、すでにこの位置まで後退していたことを示唆している。特にアジア大陸ではヒマラヤの西に半乾燥植物群が現れており、西に乾燥、東に湿潤という、3節で述べたヒマラヤの地形効果に由来するアジアの気候のパターンがすでに形成されつつあったことが推測される。ちなみに、乾燥地域特有の植生が広がるのは中新世末からであり(堀田1974)、この時期はヒマラヤが大きく隆起し始めた時期に一致する(吉田1984)。

このように、古第三紀から新第三紀に至る地球気候の寒冷化は、第一義的には、大陸移動に伴う海洋循環系の大変化により、地球の気候系がgreenhouse stateからicehouse stateに遷移したことによると考えられ

る。上昇しつつあるヒマラヤは、この過程で、ユーラシア大陸の東西に乾湿の気候分布を出現させることに寄与したことになろう。

5. ヒマラヤの上昇と氷期サイクル

そして地球は第四紀の氷期・間氷期サイクルの繰り返す振動気候の時代に突入する。近年Milankovitch(1941)の理論の見直しが行われ、氷期・間氷期のサイクルは、地球表面に達する太陽エネルギーの(緯度・季節分布の)変動で説明できるとの説が強い(Hays *et al.* 1976など)。しかし、Milankovitchサイクルが天文学的な時間スケールで継続しうるのに、(間氷期を含めた)氷期の時期が限られていることを考えると、やはり第三紀半ばに境にして決定的に変わった地球の海陸分布・山岳分布と、それに伴う地球気候のicehouse stateが、氷期成立の少なくとも必要条件ではないかと思われる。

Milankovitch説を前提としても、氷期・間氷期サイクルの具体的な機構に関する説は多く提出されている。ここでは、その一つ一つを取り上げるかわりに、ひとつの問題提起をしたい。振動気候としての氷期の成立が約200万年前、ヒマラヤ全域が現在の高度に達したのもほぼ同じ時期(吉田1984)とされる。これは、偶然であろうか、必然であろうか。

現在のモンスーン循環には、ヒマラヤの熱的效果が大きな役割を果たしていることはすでに述べた。したがってチベット高原が広範な雪氷に覆われたとされる氷期においてはヒマラヤが暖まらず、モンスーンは非常に弱かったと推測される。氷期における地表面状態を仮定したGCMによる数値実験(Manabe & Hahn 1974, Prell *et al.* 1987)は、このことを検証している。現在の気候下でも、ヒマラヤ付近に雪が多かった年の夏のモンスーンは弱くなることが統計的に示されている(Hahn & Shukla 1974など)。ここで想起したいのは、Milankovitch理論による氷期フェイズの夏の太陽放射量の減少は低緯度で最も大きいことである(Verneker 1972, Berger 1978)。半球規模での放射量の減少による全般的な雪線の効果も考慮すると、夏でも広く雪に覆われたチベット高原での大気加熱は進まず、氷期のモンスーンは極端に弱まったと考えられ

る。これは、太陽高度の高い季節に低緯度に広がった雪氷域が、北半球全体の大気の加熱抑制（または冷却）に非常に効率よく働きうることを意味している。Hartmann & Short (1979) は、東西の海陸分布を想定した熱平衡気候モデルにより、このことを確かめた。すなわち、東西方向に一様性を仮定したモデルでは、太陽定数を数パーセント減少させないと氷期の状態は再現できなかったが、東西の非対称性（海陸の分布）を導入したモデルでは、現在と同じ太陽定数でも大陸条だけが40°N 付近まで雪に覆われることにより、その状態が再現できた。高緯度の全域で雪氷面積が拡大するよりも、中・低緯度の一部で雪氷域が拡大する方が、アルビード増加に対する大気の冷却効果ははるかに大きいからである。平均高度4000~5000mのチベット高原は、雪のない条件下では、大気の熱源としてモンスーン循環の成立に大きく寄与しているが、低温で積雪のある条件下では、逆に低緯度での冷源として有効に働きうるのである。高く平坦であるという地形的条件は、ある高さまで雪線が下がれば被雪面積が一挙に増大し、熱源から冷源へとスイッチさせる効果も持っている（安成 1984）。さらに、夏のモンスーンの弱い状態は、大気のテレコネクションを通してPNAパターン（北太平洋に低気圧、ロッキー山脈上に高気圧、そして北米東岸に低気圧の偏差が分布する気圧配置）という、北米東岸寒気の南下をもたらす気圧配置を出現させやすいことが、最近の著者の解析（Yasunari 1987）で明らかとなった。北米東岸での寒気の南下は、ローレンタイド氷床の形成に重要な条件であることはいうまでもない。

以上のように見てくると、ヒマラヤの地形を媒介にしたアジアのモンスーンは、氷期・間氷期サイクルに対したただpassiveに反応するのではなく、むしろactiveな役割を果たしている可能性も考えられる。いずれにせよ、ヒマラヤの上昇とモンスーン、そして氷期のサイクルが、どのように有機的につながっているのかは、地球科学における今後に残された興味深い問題のひとつであろう。

参考文献

- [1] Berger, A. : J. Atmos. Sci., 35, 2362~2367(1978)
 [2] Fisher, A. G. : in "Climate in Earth History" (Studies in

- Geophysics), National Academy Press, Washington, D. C. (1982).
 [3] Flint, R. F. : Glacial and Pleistocene Geology. Wiley, New York (1957).
 [4] Fultz, D., R. R. Long, G. V. Owens, W. Bohan, R. Kaylor & J. Weil : Meteor. Monogr., 4, 1~104 (1959).
 [5] Gordon, W. A. : J. Geol., 81, 269~284(1973).
 [6] Hahn, D. & S. Manabe : J. Atmos. Sci., 32, 1515~1541 (1975).
 [7] Hahn, D. & J. Shukla : J. Atmos. Sci., 33, 2461~2462 (1976).
 [8] Hartmann, D. L. & D. A. Short : Atmos. Sci., 36, 519~528 (1979).
 [9] Hays, J. D., J. Imbrie & N. j. Shackleton : Science, 194, 1121~1132 (1976).
 [10] He, H., J. W. McGinnis, z-s. Song & M. Yanai : Mon. Wea. Rev. (in press 1987).
 [11] 樋口敬二 : 自然, 9月号, (1967).
 [12] 堀口 満 : 植物の分布と文化 (植物の進化学III), 三省堂, 東京.
 [13] Irving, E. : Paleomagnetism and its applications to geological and geophysical problems. Wiley, New York (1964).
 [14] Koteswaram, P. Tellus, 10, 43~57 (1958).
 [15] Lamb, H. H. : Climate Present, Past and Future, Vol 2. Methuen, London (1977).
 [16] Lau, N. C. : Proc. Inter. Sympto. on Qinghai-Xizang plateau and Mountain Meteorology, 241~269 (1986).
 [17] Manabe, S. & D. G. Hahn : J. G. R., 82, 3889~3991 (1977).
 [18] Manabe, S. & D. B. Terpstra : J. Atmos. Sci., 31, 3~42 (1977).
 [19] Milankovitch, M. : Canon of Insolation and the Ice-age Problem (translated to English by Israel Program for Scientific Translations. No. 1793, U. S. Department of Commerce & N. S. F. 1969) (1941).
 [20] Prell, W. L. & J. E. Kutzbach : J. G. R. (in press 1987).
 [21] 塚田松雄 : 古生態学II-応用編- (生態学講座27 b), 共立出版, 東京 (1974).
 [22] Verneker, A. D. : Meteor. Monogr., 34, 10 (1972).
 [23] Woldstedt, P. : Das Eiszeitalter. Bd. 1. Enke, Stuttgart.
 [24] 安成哲三 : 生物科学, 32, 36~44 (1980).
 [25] 安成哲三 : 科学, 54, 487~494 (1984).
 [26] Yasunari, T. : Proc. U. S. -P. R. C. Workshop on Monsoons (1987).
 [27] 吉田充夫 : テーチス・リサーチ, 3号, 22~46(1984).